مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی و دوم، شمارهٔ اول، بهار ۱۴۰۳، از صفحهٔ ۳ تا ۱۴



بررسی بافت و دمای تبلور سنگ‌های سینوگرانیتی نوع S جنوب قره‌زاغ (شمال‌غرب ایران)

محبوبه جمشیدی‌بدر

گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، صندوق پستی ۴۶۹۷-۱۹۳۹۵ تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۲/۲/۲، نسخه نهایی: ۱۴۰۲/۵/۳)

چکیده: توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در شمال‌غرب مجموعه دگرگونی سورسات برونزد دارد که از نظر ساختاری بخشی از پهنه سنندج-سیرجان است. بخش‌های همگن و یکنواختی از توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در پهنه برشی قرار دارند و میلونیتی شده‌اند. بلورهای زیرکن در توده نفوذی و میلونیتی جنوب قره زاغ از نظر ریخت‌شناسی شامل منشورهای {۱۱۰} و هرم‌های {۲۱۱} گسترش یافته بوده که گویای تبلور آن‌ها از ماگماهای با خاستگاه نوع S هستند. در بخش‌های توده‌ای و میلونیتی توده جنوب قره‌زاغ، کمترین دمای تبلور براساس ریخت‌شناسی زیرکن، دماسنجی اشباع زیرکن و زمین‌شیمی سنگ کل ۶۹۸ تا ۷۷۰ ^{o}C محاسبه شده است. همچنین بر پایه دما فشارسنجی کانی بیوتیت نیز دما ۶۷۷ ^{o}C و فشار ۰/۸ کیلوبار به دست آمده است. شواهد بافتی و بررسی دگرشکلی‌ها نشان می‌دهد که تغییرات شیمیایی و بافتی به صورت تدریجی همراه با پیشرفت دگرشکلی در میلونیت‌ها رخ داده است. در اثر تغییرات بافتی، دانه‌های کوارتز بازتبلور یافته‌اند و مهاجرت مرز دانه‌ای در بازتبلور مشخص بوده که گویای دگرشکلی در رخساره دگرگونی شیست‌سبز است.

واژه‌های کلیدی: *ریخت‌شناسی زیرکن؛ شیمی کانی؛ دما فشارسنجی؛ پهنه سنندج-سیرجان.*

مقدمه

توده نفوذی جنوب قره‌زاغ از توده‌های نفوذی مجموعه دگرگونی سورسات است که از نظر ساختاری در پهنه سنندج-سیرجان و در شمال‌غرب ایران برونزد دارد. مجموعه سورسات از مجموعه‌های دگرگونی پرکامبرین ایران در پهنه سنندج-سیرجان است که واحدهای سنگی آذرین و دگرگونی متفاوتی در این مجموعه برونزد دارند. براساس بررسی زمین‌شیمی و زمین‌شناسی واحدهای آذرین این مجموعه توسط جمشیدی‌بدر و همکاران [۱]، سه گروه توده نفوذی در این مجموعه معرفی شده است. توده نفوذی گروه اول سنگ‌های سینوگرانیت توده‌ای و میلونیتی شده هستند که سن‌سنجی U-Pb کانی زیرکن برای هر دو نوع دگرشکل شده و بدون دگرشکلی انجام شد و سن واحد توده‌ای ۵۴۳ میلیون سال و واحد دگرشکل شده (میلونیتی) ۵۳۷ میلیون سال تعیین گردید [۱]. بنابراین جایگیری سنگ‌های گروه اول مربوط به دوران پرکامبرین است. توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در گروه اول سنگ‌های آذرین مجموعه سورسات قرار دارد. بر پایه داده‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ ارائه شده توسط دادفر و همکاران [۲]، در توده نفوذی جنوب قره‌زاغ نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه ۰/۹۴۴۷۶ و مقدار εNd برابر با ۶/۷۱- است. این مقادیر همراه با داده‌های زمین شیمی سنگ کل [۲،۱] بیانگر پیدایش در ارتباط با ذوب پوسته قاره‌ای است.

سنگ‌های گروه دوم مجموعه سورسات گرانودیوریت‌های توده‌ای و لایه‌ای شده هستند که تغییر شکل دما بالا نشان می‌دهند و گویای جایگیری توده‌ها همزمان با دگرشکلی هستند. این توده‌ها در شمال، جنوب و مرکز مجموعه

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۵۳۵۷۵۱۳، نمابر: ۰۲۶۴۵۳۸۳۶۸۵، پست الکترونیکی: m_jamshidi@pnu.ac.ir

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]

سورسات برونزد دارند و سن جایگیری آنها با روش سن‌سنجی U-Pb کانی زیرکن توسط جمشیدی‌بدر و همکاران [۱] ۶٫۶±۵۴٫۱ تا ۲٫۷±۵۹ میلیون سال و توسط نوری و همکاران [۳] ۷٫۸±۵۴٫۳ تا ۲٫۹±۵۷٫۷ میلیون گزارش شده است. براساس داده‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ این توده‌ها [۲]، نسبت $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه ۰٫۷۰۴۴۸ و مقدار εNd برابر با ۰٫۱۲- تعیین شده است. نوری و همکاران [۳] گرانیت‌های گروه ۲ معرفی شده توسط جمشیدی‌بدر و همکاران [۱] را به دو دسته مونزونیت و گرانودیوریت رده‌بندی کرده و سن گروه مونزونیت را بر مبنای سن‌سنجی ۳٫۸±۵۴٫۷ میلیون سال و گروه گرانودیوریت را ۲٫۹±۵۷٫۷ میلیون سال تعیین نمودند. آنها این گروه سنگی را از گروه‌های سنگی آداکیتی معرفی نموده و برای گروه مونزونیتی، نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ را ۰٫۷۰۴۵ تا ۰٫۷۰۴۷ و مقدار εNd را ۱٫۱ تا ۱٫۸ و برای گروه گرانودیوریت، نسبت ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ ۰٫۷۰۵۳ تا ۰٫۷۰۵۸ و مقدار εNd را ۰٫۸- تا ۱٫۹- گزارش کردند.

گروه سوم جوانترین توده‌های نفوذی در مجموعه سورسات هستند که این توده‌ها فقط در مرکز مجموعه سورسات برونزد دارند و کوارتز پورفیری هستند که بافت سنگ‌ها گویای جایگیری آن‌ها در عمق کمتر است. همچنین برخوردگاه گرمایی بین این توده‌ها و شیست‌ها وجود دارد که باعث تشکیل کوردیریت شیست‌ها شده‌اند. براساس داده‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ برای گروه سوم، مقدار $^{87}Sr/^{86}Sr$ برابر با ۰٫۷۰۵۹ و مقدار εNd برابر با ۲٫۸۲- گزارش شده است.

واحدهای دگرگونی مجموعه سورسات شامل شیست‌های دگرگونی گارنت شیست، استارولیت شیست، کوردیریت شیست، آندالوزیت شیست و کیانیت شیست هستند [۴].

زمین‌شیمی، داده‌های ایزوتوپی و زمین زمان‌شناسی توده‌های نفوذی مجموعه سورسات توسط پژوهشگران مختلف بررسی شده است [۱-۳] که نتایج مختلف تکمیل کننده و تایید کننده بررسی‌های شیمی سنگ‌کل، زمین زمان‌شناسی و داده‌های ایزوتوپی توده‌های آذرین مجموعه دگرگونی سورسات است. در این پژوهش، شرایط دگرشکلی، جایگیری و دماسنجی توده نفوذی جنوب قره‌زاغ (توده پرکامبرین، نوع S) با کاربرد شیمی کانی بیوتیت و کانی زیرکن بررسی شده است.

زمین‌شناسی عمومی منطقه

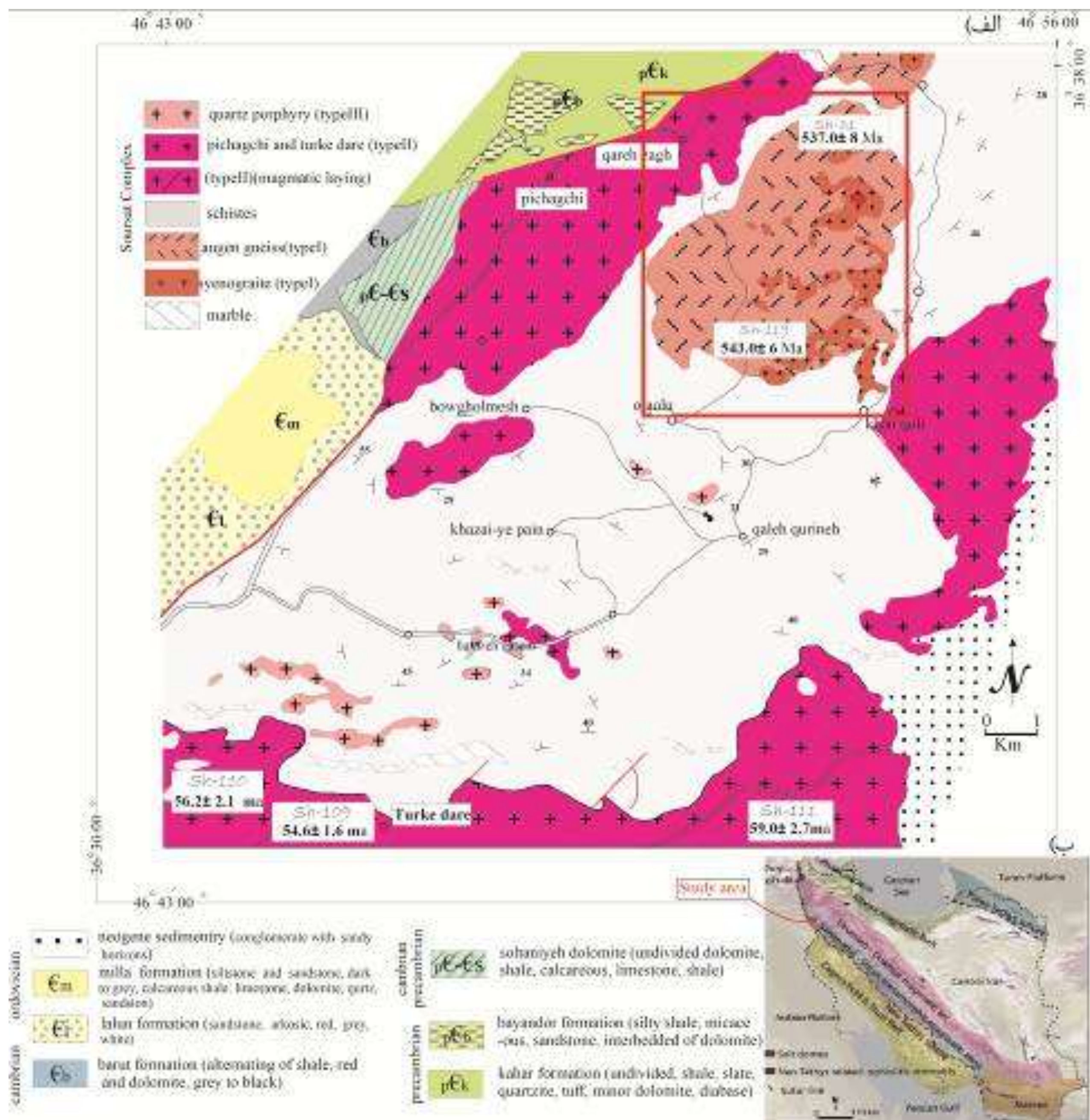
از دیدگاه زمین‌شناسی ساختاری، بر اساس تقسیم‌بندی اشتوکلین [۵]، مجموعه سورسات در پهنه سنندج-سیرجان جای دارد و در نقشه زمین‌شناسی ۱٫۱۰۰۰۰۰ شاهین‌دژ معرفی شده است [۶]، موقعیت توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در نقشه زمین‌شناسی رده‌بندی واحدهای سنگی آذرین مجموعه سورسات [۱] در شکل ۱ آورده شده است. توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در شمال غرب این مجموعه برونزد دارد. واحدهای سنگی پیرامون این توده نفوذی شیست‌های دگرگونی بدون هیچ اثر گرمایی هستند. روند تغییرات حالت توده‌ای به گنیسی در توده جنوب قره‌زاغ کاملا تدریجی است این روند با نمونه-برداری جهت‌دار از برونزد توده جنوب قره‌زاغ به خوبی قابل مشاهده است (شکل‌های ۲ الف تا پ). رنگ توده‌های نفوذی خاکستری روشن است و کانی‌های فلسیک کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی به خوبی در نمونه‌های دستی قابل تشخیص هستند (شکل ۲).

سنگ‌نگاری و بافت سنگ توده نفوذی جنوب قره‌زاغ

بیشتر بخش‌های توده نفوذی جنوب قره‌زاغ دگرشکل شده و میلونیتی شده و بعضی از بخش‌ها بدون آثار دگرشکلی هستند و در برخوردگاه با شیست‌ها اثر گرمایی ندارند. این گروه از سنگ‌های توده نفوذی درشت بلور خاکستری روشن و بیشتر دارای فلدسپارهای قلیایی درشت بلور هستند که آثار دگرشکلی را به خوبی ثبت کرده‌اند. در شکل ۲، ارتباط بین سنگ‌های دارای دگرشکلی و بدون دگرشکلی در این گروه از توده‌ها دیده می‌شود. روند تغییر از حالت بدون دگرشکلی به دگرشکل شده در این توده‌ها به صورت تدریجی است (شکل‌های ۲ الف تا پ). در بررسی‌های میکروسکوپی، این گروه از سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای و میرمکیتی بوده و از نظر کانی‌شناسی دارای کانی‌های اصلی کوارتز (با مقدار متغیر ۳۰-۲۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۳۵-۱۰ درصد)، شکل‌دار، با ماکل چندریخت؛ فلدسپار قلیایی (۵۵-۴۰ درصد)، با بافت پرتیتی مشخص و دارای لبه‌های از میرمکیت ناشی از دگرشکلی هستند. کانی‌های مافیک این توده نفوذی شامل بیوتیت با مقدار متغیر ۱۰-۲ درصد به رنگ قهوه‌ای و در نوع میلونیتی شده به صورت نواری شکل که پیرامون فلدسپار قلیایی را پوشش می‌دهند، همچنین کانی‌های

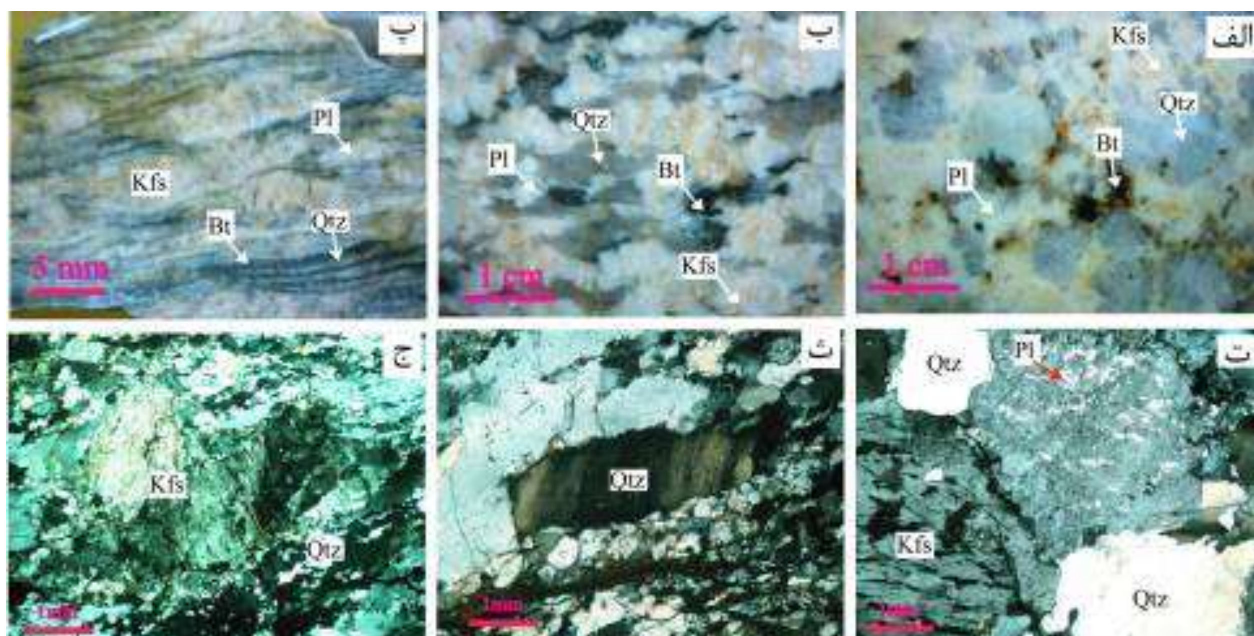
[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]

فرعی زیرکن و آپاتیت هستند. از نظر کانی‌شناسی، بخش‌های دگرشکل شده و میلونیتی شده تفاوتی با بخش‌های توده‌ای ندارند. در رده‌بندی کانی‌شناسی مودال [۷] این سنگ‌ها بیشتر در گستره سینوگرانیت و یک نمونه در مرز بین سینوگرانیت و گرانیت قلیایی قرار دارند.



شکل۱ الف) نقشه زمین شناسی مجموعه سورسات برگرفته از خلقی خسرقی [۶]، همراه با گروه‌بندی توده‌های نفوذی از جمشیدی‌بدر و همکاران [۱]. جایگاه توده نفوذی و میلونیتی شده جنوب قره‌زاغ با مربع روی نقشه مشخص شده است، ب) جایگاه توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در پهنه سنندج-سیرجان.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]



شکل ۲ الف) رخنمون توده نفوذی جنوب قره‌زاغ بدون تغییر شکل کانی‌های کوارتز، بیوتیت، فلدسپارقلیایی و پلاژیوکلاز، ب) حالت تغییرشکل جزئی در کانی‌های کوارتز، پلاژیوکلاز و فلدسپار قلیایی، پ) تشدید حالت دگرشکلی که آشکارا در همه کانی‌ها دیده می‌شود و فلدسپارهای قلیایی به پورفیری آواری تبدیل شده و حالت چشمی پیدا کرده اند. روند تغییر ازحالت بدون دگرشکلی (تصویر الف) تا دگرشکلی (تصویر پ) به صورت تدریجی است، ت) تصویر میکروسکوپی از رخنمون تصویر (الف) بدون تغییرشکل فلدسپار قلیایی با بافت پرتیت که رشد کانی‌های پلاژیوکلاز در فلدسپار قلیایی قابل تشخیص است (در نور قطبیده متقاطع XPL)، ث) تصویر میکروسکوپی تصویر (ب) که حالت کشیدگی کوارتز با خاموشی موجی با دگرشکلی کانی‌های فلسیک دیده می‌شود (نور XPL)، ج) تصویر میکروسکوپی تصویر (پ) که پورفیری آواری فلدسپار قلیایی در مرکز تصویر و حالت کشیدگی کانی‌های کوارتز و بیوتیت پیرامون آن مشخص است (نور XPL).

سنگ‌نگاری و بافت سنگ توده نفوذی جنوب قره‌زاغ

بیشتر بخش‌های توده نفوذی جنوب قره‌زاغ دگرشکل شده و میلونیتی شده و بعضی از بخش‌ها بدون آثار دگرشکلی هستند و در برخوردگاه با شیست‌ها اثر گرمایی ندارند. این گروه از سنگ‌های توده نفوذی دارای درشت بلور خاکستری روشن و بیشتر دارای فلدسپارهای قلیایی درشت بلور هستند که آثار دگرشکلی را به خوبی ثبت کرده‌اند. در شکل ۲، ارتباط بین سنگ‌های دارای دگرشکلی و بدون دگرشکلی در این گروه از توده‌ها دیده می‌شود. روند تغییر از حالت بدون دگرشکلی به دگرشکل شده در این توده‌ها به صورت تدریجی است (شکل-های ۲ الف تا پ). در بررسی‌های میکروسکوپی، این گروه از سنگ‌ها دارای بافت دانه‌ای و میرمکیتی بوده و از نظر کانی‌شناسی دارای کانی‌های اصلی کوارتز (با مقدار متغیر ۳۰-۲۰ درصد) و پلاژیوکلاز (۳۵-۱۰ درصد)، شکل‌دار، با ماکل چندریخت؛ فلدسپار قلیایی (۴۰-۵۵ درصد)، با بافت پرتیتی مشخص و دارای لبه‌های از میرمکیت ناشی از دگرشکلی هستند. کانی‌های مافیک این توده نفوذی شامل بیوتیت با مقدار متغیر ۱۰-۲ درصد به رنگ قهوه‌ای و در نوع میلونیتی شده به صورت نواری شکل که پیرامون فلدسپار قلیایی را پوشش می‌دهند، همچنین کانی‌های فرعی زیرکن و آپاتیت هستند. از نظر کانی‌شناسی، بخش‌های دگرشکل شده و میلونیتی شده تفاوتی با بخش‌های توده‌ای ندارند. در رده‌بندی کانی‌شناسی موادل [۷] این سنگ‌ها بیشتر در گستره سینوگرانیت و یک نمونه در مرز بین سینوگرانیت و گرانیت قلیایی قرار دارند.

روش بررسی

پس از سنگ‌نگاری، برای بررسی تغییرات شیمی بخش‌های دگرشکل شده (۴ نمونه) و بدون دگرشکلی (۲ نمونه)، طیف-سنجی فلئورسانس پرتوی ایکس (XRF) از عناصر اصلی در دانشگاه ادلاید کشور استرالیا انجام شد (جدول۱). جداسازی

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]

کانی زیرکن نیز در آزمایشگاه این دانشگاه انجام گردید. نخست نمونه‌های انتخاب شده از توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در آسیاب فکی خرد و سپس الک شده و دانه‌های بین ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون در آسیاب دیگر به مدت ۳ ثانیه قرار گرفتند. سپس، پودر به دست آمده با آب و ظرف مناسب شستشو داده شد تا کانی‌های سبک چون کوارتز و پلاژیوکلاز جدا شوند. سپس از آن، نمونه خشک گردید و کانی‌های مگنتیت از کانی‌های غیر مگنتیت با دستگاه جداکننده مغناطیسی جدا شدند. در این مرحله برای جداسازی زیرکن از کانی‌های غیر مگنتیت استفاده شد و زیرکن از سایر کانی‌های غیرمگنتیت با مایع‌های سنگین (برموفرم) جدا گردید. با توجه به ریز بودن زیرکن، از میکروسکوپ دوچشمی استفاده شد، کانی‌های زیرکن برداشته و در چسب تثبیت شدند. تصاویر کاتدتابناکی در دانشگاه ادلاید با میکروسکوپ الکترونی روبشی (SEM) تهیه شدند. همچنین از نتایج طیف‌سنجی پلاسمای جفت شده القایی (ICP) عناصر اصلی و فرعی انجام شده با بسته گروه 4B در آزمایشگاه ACME کانادا [۱] برای دماسنجی زیرکن استفاده گردید. تجزیه نقطه‌ای در آزمایشگاه کانی‌شناسی مرکز تحقیقات فرآوری مواد معدنی ایران با ریزپردازشگر الکترونی (EPMA) مدل ۱۰۰SX ساخت شرکت کامکا کشور فرانسه با ولتاژ شتاب دهنده ۱۵kV و شدت جریان ۲۰nA انجام شد.

شیمی کانی فلدسپار

فلدسپارها از کانی‌های اصلی تشکیل دهنده توده نفوذی جنوب قره‌زاغ هستند. فلدسپارهای موجود در توده نفوذی در رده‌بندی فلدسپارها بر اساس شیمی کانی فلدسپار در گستره اورتوز و الیگوکلاز قرار می‌گیرند.

شیمی کانی بیوتیت

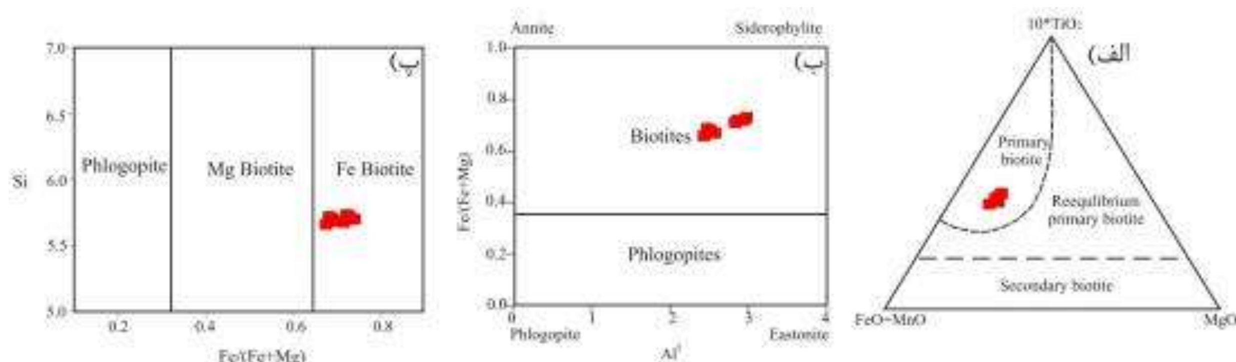
با توجه به دگرشکلی در توده نفوذی جنوب قره‌زاغ، سعی شد که نمونه‌های بدون دگرشکلی از بیوتیت تجزیه نقطه‌ای شوند. نتایج بدست آمده از تجزیه ریزپردازشی بیوتیت‌ها، نشان می‌دهند که این کانی‌ها تمرکز بالایی از MgO (۱۴٫۷۸-۸٫۳۹ درصد) و مقدار پایینی Al_2O_3 (۱۳٫۸۲-۱۲٫۸۲ درصد) دارند و همچنین بیوتیت‌های مورد بررسی دارای تمرکز به نسبت بالایی از FeO (۳۱٫۵۷-۲۴٫۲۷ درصد) هستند. بنابراین ویژگی‌های ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها نشان می‌دهد که این کانی‌ها از نوع بیوتیت‌های اولیه هستند و به طور مستقیم از ماگما متبلور شده‌اند [۹،۸] (شکل ۳ الف).

ترکیب شیمیایی بیوتیت‌ها در نمودار ASPE [۱۰] در گستره‌ی بیوتیت قرار می‌گیرند و در نمودار Si-Fe/(Fe+Mg) اغلب در گستره‌ی بیوتیت‌های آهن‌دار قرار دارند [۱۱] (شکل-های ۳ ب، پ).

جدول۱ مقادیر فراوانی اکسیدهای اصلی در نمونه های بدون دگرشکلی و میلونیتی (بر حسب درصد وزنی).

	توده‌ای		دگرشکلی ضعیف		میلونیتی شده	
اکسیدها	GZ-1	GZ-۲	GZ-۳	GZ-۴	GZ-۵	GZ-۶
SiO_2	۷۲٫۶۵	۷۳٫۹۶	۷۳٫۱۶	۷۳٫۵۱	۷۲٫۶۵	۷۳٫۵۵
Fe_2O_3	۱٫۷۷	۱٫۷۸	۱٫۶۵	۱٫۶۳	۱٫۵۹	۱٫۶
CaO	۱٫۱۹	۱٫۰۷	۱٫۱	۱٫۰۶	۱٫۰۶	۱٫۰۵
P_2O_5	۰٫۱۱	۰٫۰۵	۰٫۰۳	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲
TiO_2	۰٫۲۷	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۰۸	۰٫۰۷	۰٫۰۸
MnO	۰٫۰۳	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۲	۰٫۰۱
Na_2O	۳٫۳۸	۳٫۶	۳٫۶۹	۳٫۷۷	۳٫۵۷	۳٫۶۴
Al_2O_3	۱۶٫۳۲	۱۵٫۰۳	۱۵٫۰۱	۱۵٫۰۲	۱۶٫۰۱	۱۵٫۵۸
MgO	۰٫۴۶	۰٫۲۴	۰٫۲۹	۰٫۰۹	۰٫۰۸	۰٫۰۹
K_2O	۲٫۹۲	۳٫۹۸	۳٫۸۴	۴٫۳	۳٫۸۱	۳٫۷۹
مجموع	۹۹٫۱	۹۹٫۹	۹۸٫۹۸	۹۹٫۵۱	۹۸٫۸۸	۹۹٫۴۱

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]



شکل ۳ الف) تفکیک بیوتیت‌های اولیه از بیوتیت‌های ثانویه در نمودار سه‌تایی مرجع [۸]، ب) موقعیت نمونه‌های بیوتیت اولیه در نمودار ASPE[۹]، پ) بیوتیت‌ها از نوع بیوتیت‌های آهن‌دار هستند [۱۱].

بحث و بررسی

شرایط فیزیکی و شیمیایی تبلور توده نفوذی جنوب قره‌زاغ با کاربرد شیمی کانی‌های بیوتیت، زیرکن، شواهد بافتی سنگ و تغییرات شیمی میلونیتی‌شدن توده و سرانجام جایگاه توده نفوذی جنوب قره‌زاغ بررسی شد.

دماسنجی توده نفوذی جنوب قره‌زاغ با کاربرد کانی بیوتیت

کانی بیوتیت از میزبان‌های مهم Ti در سنگ‌ها است و می‌توان از دماسنج Ti در بیوتیت برای تعیین دمای تشکیل بیوتیت‌ها استفاده نمود. مقدار Ti افزون بر دما، به عواملی چون فشار، شیمی بلورهای بیوتیت و مجموعه کانیایی همراه آن‌ها وابسته است [۱۳،۱۲]، اما دما بیشترین اثر را بر مقدار Ti در بیوتیت دارد. افزایش فشار سبب کاهش Ti در بیوتیت می‌شود [۱۴-۱۷]. هنری و همکاران [۱۸] رابطه‌ای را برای محاسبه دما بر اساس مقدار Ti معرفی کرده‌اند:

$$T\,(^{\circ}C) = \{(\ln Ti + ۲٫۳۵۹ + ۱٫۷۲۸۳ \times (X_{Mg})^{-۹})\}^{۰٫۳۳۳} \; ۱۰\times ۴٫۶۴۸۲)^{۳}$$

این رابطه برای X_{Mg}=۰٫۲۷۵-۱، Ti=۰٫۰۴-۰٫۶ و ۸۰۰ °C-T =۴۸۰ معتبر است. که در مورد شیمی کانی بیوتیت توده نفوذی جنوب قره‌زاغ صدق می‌کند و از این رو دمای تبلور با استفاده از آن محاسبه شد (جدول ۲). کمینه، بیشینه و میانگین دمای تبلور به ترتیب ۶۳۷، ۶۹۱ و ۶۷۷ درجه‌ی سانتی‌گراد است.

جدول ۲ فشارهای تعیین شده بر اساس مقدار آلومینیوم موجود در بیوتیت‌های توده نفوذی جنوب قره‌زاغ.

نقاط	Al total	Ti	X Mg	P (kbar)[۱۹]	T °C[۱۸]
۹۳٫۱.	۲٫۹۹۰	۰٫۳۵۳	۰٫۲۸	۲٫۵۳	۶۶۳
۹۳٫۲.	۲٫۹۷۲	۰٫۳۳۱	۰٫۲۹	۲٫۴۸	۶۵۳
۹۳٫۳.	۳٫۰۳۹	۰٫۳۱۶	۰٫۲۸	۲٫۶۸	۶۴۵
۹۳٫۴.	۳٫۰۵۶	۰٫۳۰۳	۰٫۲۸	۲٫۷۳	۶۳۷
۹۳٫۵.	۲٫۹۷۷	۰٫۳۱۴	۰٫۲۹	۲٫۴۹	۶۴۴
۳۱٫۱.	۲٫۴۳۱	۰٫۳۶۹	۰٫۳۵	۰٫۸۴	۶۷۶
۳۱٫۲.	۲٫۵۲۰	۰٫۳۹۸	۰٫۳۵	۱٫۱۱	۶۸۸
۳۱٫۳.	۲٫۶۱۷	۰٫۴۲۱	۰٫۳۶	۱٫۴۰	۶۹۷
۳۱٫۴.	۲٫۵۶۷	۰٫۳۹۷	۰٫۳۸	۱٫۲۵	۶۹۱
۳۱٫۵.	۲٫۵۶۲	۰٫۴۰۰	۰٫۳۷	۱٫۲۳	۶۹۱
متوسط	۲٫۷۷۳	۰٫۳۶۰	۰٫۳۲۳	۱٫۸۷۴	۶۶۸

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]

فشارسنجی

بر اساس فشارسنجی بیوتیت با استفاده از رابطه زیر که گویای رابطه خطی مثبت بین مقدار Al^T بیوتیت و فشار تبلور ماگما است [۱۹]، بیشترین کمترین و میانگین فشار تبلور توده نفوذی جنوب قره زاغ به ترتیب ۱٫۲۰۵، ۰٫۴۱۷ و ۰٫۸۶۹±۰٫۳۳ کیلوبار است (جدول ۲):

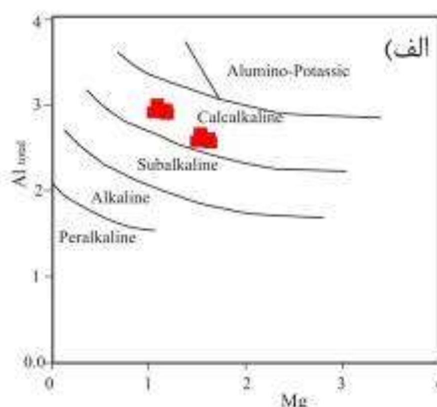
$$P_{(Kb)} = 3.03 \times Al^T - 6.53(\pm 0.33) \qquad (۲)$$

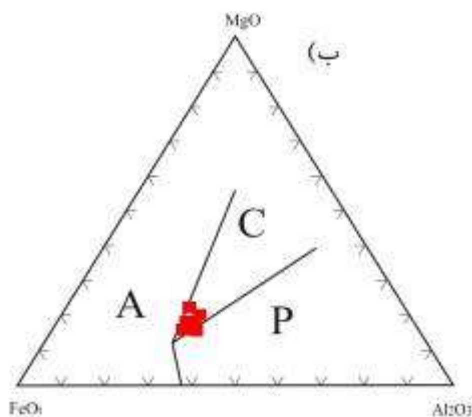
سری ماگمایی با کاربرد شیمی‌کانی بیوتیت

ترکیب شیمیایی بیوتیت از آنجاکه نشان‌دهنده‌ی ویژگی‌های ماگمای مادر است [۲۱،۲۰]، برای شناسایی ماهیت ماگمای مادر استفاده می‌شود. بر این اساس، ترکیب شیمیایی بیوتیت‌های توده نفوذی جنوب قرەزاغ با توجه به نمودارهای مراجع [۲۱،۲۰]، ماهیت ماگما را آهکی قلیایی نشان می‌دهند (شکل ۴).

دماسنجی بر اساس شکل بلورهای زیرکن

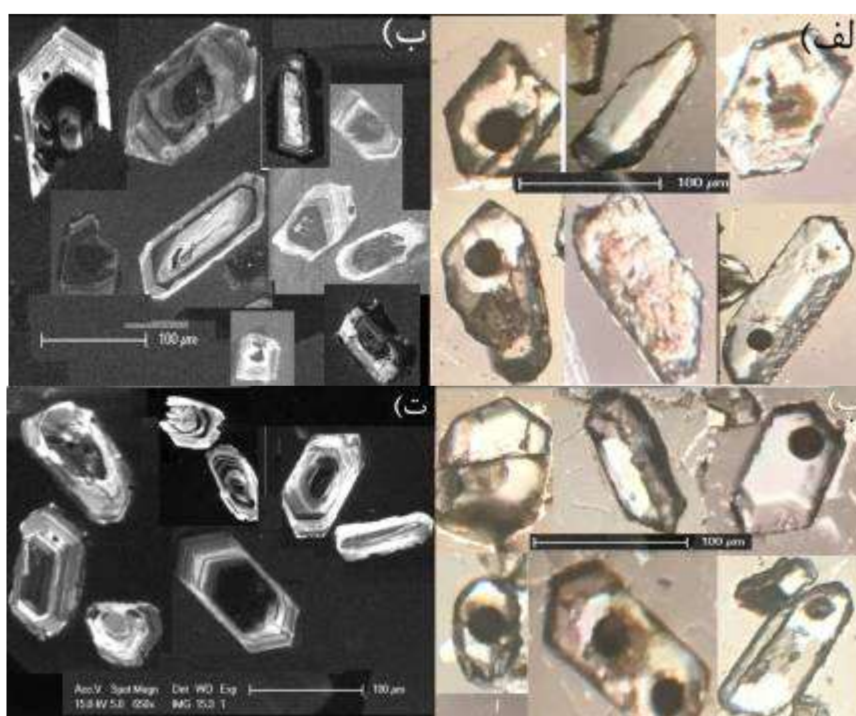
بلورهای زیرکن توده نفوذی جنوب قرەزاغ اغلب شکل‌دار، بی‌رنگ و شفاف هستند. بلورهای زیرکن برداشت شده از نمونه‌های با و بدون دگرشکلی و فاقد دگرشکلی از توده نفوذی جنوب قرەزاغ اغلب شکل مشابهی داشته و در آن‌ها، منشورهای سطوح {110} نسبت به منشورهای سطوح {100} گسترش بیشتری دارند همچنین در هرم‌ها، سطوح {211} نسبت به سطوح {101} گسترش بیشتری دارند (شکل ۵) و در نمودار مرجع [۲۲]، بیشتر در گستره‌ی S9, P2 و S10 و کمتر در گستره‌ی P3 و S15, S20 قرار می‌گیرند (شکل ۶ الف). مقدار شاخص .I.A برابر با ۵۶۵ و شاخص .I.T برابر با ۶۹۸ است. مقدار T.E.T نشان‌دهنده‌ی خاستگاه ماگمایی پوسته‌ای آهکی قلیایی برای زیرکن‌های توده نفوذی جنوب قرەزاغ است (شکل ۶ ب). خاستگاه زیرکن‌های جنوب قرەزاغ بر اساس ریختار آن‌ها در گستره‌ی گرانیت‌های آلومین نوع S قرار دارد (شکل ۶ ب). نتایج برآمده از بررسی ریختار زیرکن با نتایج زمین‌شیمی سنگ‌کل [۱] و همچنین با نتایج داده‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ اولیه (۰٫۸۷۹۲۷) و مقدار εNd (-۶٫۶۱) [۲] همخوانی دارد. توده نفوذی جنوب قرەزاغ از توده‌های نفوذی نوع S پرکامبرین صفحه ایران است. توده‌های پرکامبرین ایران دوخاستگاهی و شامل توده‌های فلسی و مافیک هستند. نوری و همکاران [۳] با بررسی داده‌های ایزوتوپی $^{87}Sr/^{86}Sr$ بیش از ۲۰۰ توده از توده‌های پرکامبرین که سن سنجی U-Pb برای آن‌ها انجام شده بود، خاستگاه متفاوتی برای توده‌های فلسی و مافیک پرکامبرین در نظر گرفتند؛ آنها خاستگاه توده‌های مافیک را از ذوب ماگمای اولیه معرفی کردند که نفوذ و ذوب‌بخشی ماگمای مافیک در زیر پوسته باعث افزایش دما و ذوب‌بخشی شده و ماگمای فلسی توده‌های پرکامبرین با خاستگاه پوسته‌ای را ایجاد می‌نماید. آنها جایگاه زمین‌ساختی توده‌های پرکامبرین ایران را در ارتباط با محیط پشت قوس و شروع تشکیل پالئوتتیس مشخص نموده‌اند. این توده‌ها از آنجا که در ارتباط با محیط‌های فرورانشی هستند، سری ماگمایی آهکی قلیایی دارند. توده‌های پرکامبرین ایران در ارتباط مستقیم با فرورانش کادومین نیستند، بلکه از محل فرورانش فاصله دارند و شبیه خردورقه‌های صفحه تبت در شروع تشکیل کافت‌های پالئوتتیس هستند.



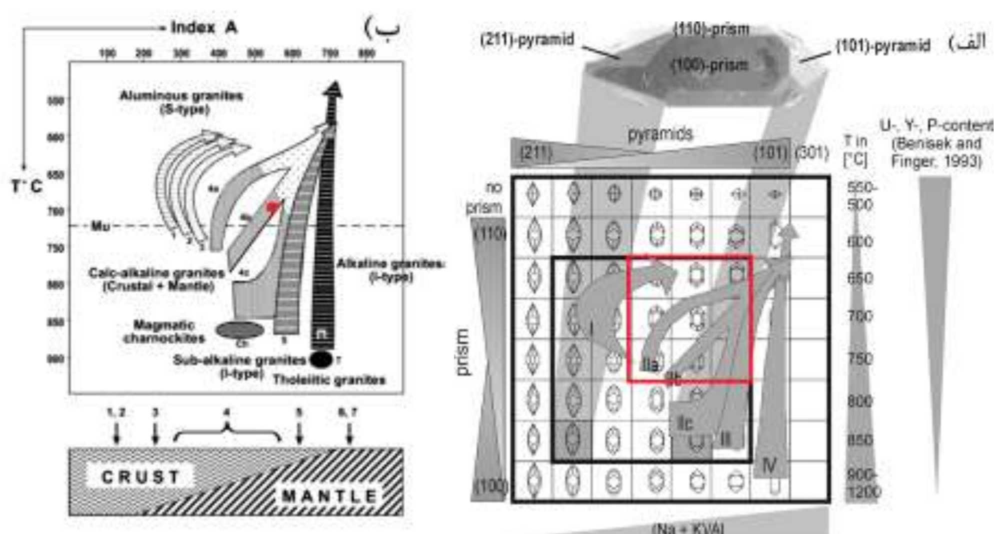


شکل ۴ نمودار تعیین سری ماگمایی بر اساس شیمی بیوتیت برگرفته از الف) ناچت و همکاران [۲۰]، ب) عبدالرحمن [۲۱] که بیوتیت‌های مورد بررسی در گستره آهکی قلیایی قرار می‌گیرند.

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی و کاتد تابناکی الف و ب) زیرکن توده نفوذی جنوب قره‌زاغ بدون دگرشکلی، پ و ت) زیرکن از بخش‌های میلونیتی توده جنوب قره‌زاغ (دایره‌های سیاه در تصاویر میکروسکوپی محل برخورد لیزر است).



شکل ۶ تعیین الف) دما و ترکیب شیمیایی ماگما و ب) خاستگاه و سری ماگمایی ماگمای مادر بر اساس ریخت‌شناسی زیرکن [۲۲].

دماسنجی بر پایه درجه اشباع زیرکن بر اساس رابطه واتسون و هریسون [۲۳]

رابطه بین حلالیت زیرکن، دما و ترکیب مذاب به صورت زیر است [۲۳]:

$$ln\ D_{Zr} = \{۱۲۹۰۰/T\ (K)\} - ۰٫۸۵\ (M-۱) - ۳٫۸۰ \quad (۳)$$

در این رابطه، ln DZr غلظت عنصر زیرکنیوم در کانی زیرکن (ppm ۵۰۰۰۰۰) نسبت به غلظت عنصر زیرکنیوم در مذاب (ppm) و T دما برحسب درجه کلوین است؛ M نسبت کاتیونی است که به حلالیت زیرکن نسبت به SiO_2 و پرآلومین بودن مذاب بستگی دارد و از رابطه زیر محاسبه می‌شود:

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]

M = [(Na + K + ۲Ca)/ (Al.Si)] (۴)

دمای تبلور زیرکن توده نفوذی جنوب قره‌زاغ براساس رابطه واتسون و هریسون [۲۳]، ۷۳۵ تا ۷۸۹ °C محاسبه شد (جدول ۳).

دماسنجی بر پایه درجه اشباع زیرکن براساس رابطه بوئنکه و همکاران [۲۴]

[۲۴] برای برآورد دمای اشباع زیرکن رابطه بین حلالیت زیرکن، دما و ترکیب مذاب ارائه شده توسط واتسون و هریسون [۲۳] را به صورت زیر تصحیح کردند (متغیرها مانند رابطه (۳) است):

ln DZr = {(۱۰۱۰۸± ۳۲)/*T* (K) } – (۱٫۱۶± ۰٫۱۵) (*M*-۱) – (۱٫۴۸ ± ۰٫۰۹) (۵)

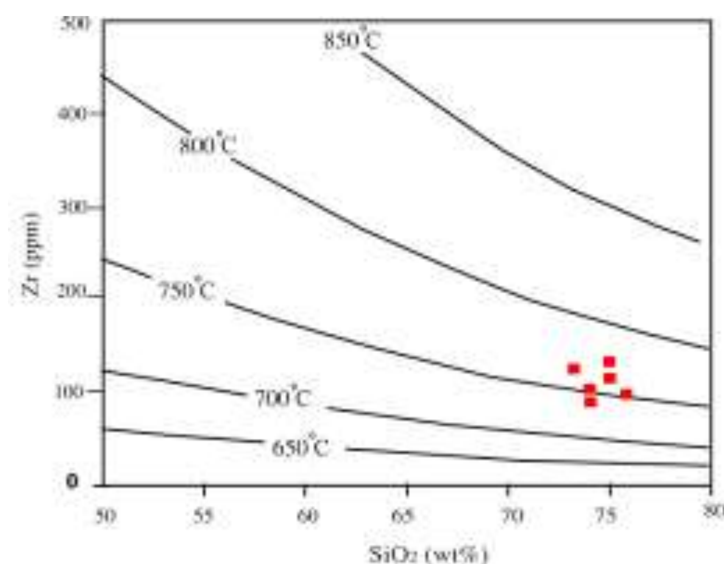
بر این اساس، دمای تبلور زیرکن توده نفوذی جنوب قره‌زاغ، ۶۹۸ تا ۷۵۸°C محاسبه شد (جدول ۳).

دماسنجی به روش ترسیمی زیرکن با کاربرد شیمی سنگ کل

شرایط لازم برای استفاده از این روش همبستگی منفی بین مقدار SiO_2 نسبت به Zr است. دمای تبلور ۸ نمونه از توده نفوذی دگرشکل شده و توده‌ای بر اساس نمودار SiO_2 نسبت به Zr در گستره‌ی ۷۴۰ تا ۷۷۰ درجه سانتی گراد تعیین شد (شکل ۷).

جدول ۳ نتایج تجزیه نمونه‌های توده نفوذی جنوب قره‌زاغ و محاسبه دمای اشباع زیرکن.

	SiO_2	Al_2O_3	CaO	Na_2O	K_2O	Zr		دمای اشباع زیرکن	
شماره نمونه	%	%	%	%	%	ppm	M	بر پایه روش واتسون و هریسون، [۲۳]	بر پایه روش بوئنکه و همکاران، [۲۴]
GZ-۱	۷۰٫۰۵	۱۶٫۳۲	۲٫۱۷	۵٫۲۴	۲٫۹۲	۱۰۱٫۹	۱٫۳۱	۷۳۵٫۵	۷۰۴٫۲
GZ-۲	۷۳٫۹۶	۱۵٫۰۳	۱٫۰۲	۳٫۶	۳٫۹۸	۱۱۴٫۷	۱٫۴۷	۷۷۵٫۳	۷۳۴٫۷
GZ-۲	۷۳٫۱۶	۱۵٫۰۱	۱٫۱۲	۳٫۶۹	۳٫۸۴	۱۴۸٫۳	۱٫۱۵	۷۹۵٫۸	۷۵۸٫۳
GZ-۴	۷۴٫۰۱	۱۵٫۰۲	۰٫۶	۳٫۷۷	۴٫۳	۹۵٫۷	۱٫۱۷	۷۴۸٫۶	۶۹۸٫۶
GZ-۵	۷۴٫۸۶	۱۳٫۱۵	۰٫۹۸	۳٫۳۷	۴٫۶۳	۱۳۸	۱٫۱۳	۷۷۷٫۲	۷۳۱٫۱
GZ-۶	۷۵٫۷۳	۱۲٫۶۱	۰٫۶۲	۳٫۷۲	۴٫۵۷	۱۰۴	۱٫۳۱	۷۵۲٫۵	۷۰۱٫۹
GZ-۷	۷۴٫۸۵	۱۳٫۰۶	۱٫۱۲	۳٫۵۷	۴٫۳۵	۱۵۵	۱٫۳۴	۷۸۹٫۹	۷۴۷٫۱



شکل ۷ نمودار Zr نسبت به SiO_2 برای تعیین دمای تبلور ماگمای توده نفوذی جنوب قره‌زاغ [۲۳].

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]

دماسنجی دگرشکلی در توده جنوب قره‌زاغ

با بررسی تغییرات فیزیکی و بافتی سنگ می‌توان دما و فشار دگرشکلی را برای سنگ‌های میلونیتی شده مشخص نمود [۲۵-۲۸]. با بررسی بافت در کانی‌های کوارتز، فلدسپار و بیوتیت می‌توان دمای زمان دگرشکلی در توده نفوذی جنوب قره‌زاغ را تعیین کرد. بر اساس بررسی‌های پاشیر و تروو [۲۸]، بازتبلور کوارتز با پیشرفت دگرشکلی مهاجرت مرزدانه‌ای (ایجاد لبه دندانه دار در مرزدانه‌ها) تغییر می‌نماید (شکل‌های ۲ج و ۸ ب). همچنین در این شرایط، دانه‌های کوارتز به شدت کشیده و بزرگ به صورت نوارهای چند بلورین دیده می‌شوند؛ این بافت که در شرایط مشابه رخساره شیست سبز تشکیل می‌شود [۲۹]، در دانه‌های کوارتز سینوگرانیت‌های میلونیتی جنوب قره‌زاغ دیده می‌شود (شکل۲ ث).

فلدسپارهای قلیایی پرتیتی شده با افزایش دگرشکلی در دمای ۵۰۰ تا ۶۰۰ درجه سانتی گراد ایجاد می‌شوند [۲۷]. بافت سنگ‌های میلونیتی شده جنوب قره‌زاغ اغلب حالت پرتیتی دارد (شکل ۸ الف). همچنین تشکیل بافت‌های پرتیت شعله‌ای و دوقلویی در پلاژیوکلازها را به دماهای ۴۵۰ تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد در شرایط معادل رخساره شیست سبز نسبت داده‌اند [۲۵]. بیوتیت‌های نواری شکل در دماهای حدود ۴۰۰ درجه سانتی‌گراد به بالا دیده می‌شوند. با توجه به شواهد بافتی در سنگ‌های میلونیتی شده جنوب قره‌زاغ، دمای دگرشکلی در منطقه تا ۵۰۰ درجه سانتی‌گراد بوده که شرایطی مشابه رخساره شیست سبز بوده و معادل با دگرگونی‌های سازند کهر پرکامبرین است.

تغییرات شیمی بخش‌های دگرشکل شده توده جنوب قره‌زاغ

در بررسی فرآیند دگرشکلی پیش رونده فیرشنان و همکاران [۳۰] روندی از تغییرات شیمیایی در مجموعه گرانیت‌های با دگرشکلی ضعیف تا میلونیتی شده مشاهده نمودند، در این تحقیق تغییرات شیمیایی توده نفوذی جنوب قره‌زاغ با دگرشکلی‌های متفاوت مورد بررسی قرار گرفت. جهت بررسی تفاوت شیمی بخش توده‌ای نسبت به بخش میلونیتی از روش [۳۱] استفاده شده است شیمی تمام نمونه‌ها نسبت به شیمی توده فاقد دگرشکلی بهنجار شدند. میزان عناصر Ti, P, Mg, Ca, Fe از سینوگرانیت‌ها با دگرشکلی ضعیف‌تر به سمت سینوگرانیت‌های میلونیتی شده کاهش داشتند. بر مبنای بررسی‌های میکروسکوپی کاهش این عناصر در ارتباط با کاهش میزان بیوتیت است. میزان عناصر K, Al در نمونه‌های فاقد دگرشکلی و نمونه‌های میلونیتی تقریبا روند ثابتی را دارند و می‌تواند به دلیل فراوانی آلکالی فلدسپار در توده نفوذی جنوب قره‌زاغ باشد. میزان سیلیس روند افزایشی دارند که می‌تواند در ارتباط با تبلور دوباره کانی‌های کوارتز در اثر دگرشکلی باشد (جدول ۱).



شکل۸ الف) حالت چشمی فلدسپارها و همچنین بلورهای فلدسپات دوباره تشکیل شده، ب) پرتیت شعله‌ای و بلورهای باز متبلور شده (نور XPL).

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]

برداشت

ریختار زیرکن توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در بخش‌های توده‌ای و میلونیتی یکسان و اغلب به شکل منشوری {۱۱۰} و هرمی {۲۱۱} است. با توجه به نتایج ریخت‌شناسی زیرکن، دمای اشباع زیرکن و دماسنجی بر پایه حلالیت زیرکن می‌توان گستره ۶۹۸ تا ۷۷۰^oC را برای دمای تبلور ماگمای توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در نظر گرفت. بر اساس موقعیت زیرکن‌ها در نمودار ریخت‌شناسی، ماگمای که زیرکن‌های توده نفوذی جنوب قره‌زاغ از آن متبلور شده‌اند نوع S و آهکی قلیایی بوده‌اند. همچنین براساس دمافشارسنجی بر پایه شیمی کانی بیوتیت، میانگین دمای تبلور توده نفوذی جنوب قره‌زاغ ۶۷۷ ^oC، و فشار ۰/۸ کیلوبار و ماگمای توده نفوذی از نوع آهکی قلیایی است.

تغییرات شیمی سنگ کل بخش‌های میلونیتی و توده‌ای گویای کاهش مقدار عناصر Ti, P, Mg, Ca, Fe از سینوگرانیت‌های با دگرشکلی ضعیف‌تر به سمت سینوگرانیت‌های میلونیتی شده هستند که در ارتباط با کاهش مقدار بیوتیت است. مقدار عناصر K, Al در نمونه‌های بدون دگرشکلی و نمونه های میلونیتی تقریبا روند ثابتی دارند. دمای دگرشکلی بر اساس حضور بافت‌هایی چون پرتیت‌های شعله‌ای، بازتبلور دانه‌های کوارتز و تشکیل پورفیری آواری‌های چشمی در بخش‌های میلونیتی توده نفوذی جنوب قره‌زاغ در حد رخساره شیست سبز بودن و معادل دگرگونی‌های سازند کهر پرکامبرین است. با توجه به یکسان بوده سن توده نفوذی در بخش‌های توده‌ای و میلونیتی شده، دگرشکلی توده نفوذی مربوط به دگرگونی رخساره شیست سبز پرکامبرین بوده و توده نفوذی جنوب قره‌زاغ از توده‌های نوع S پرکامبرین صفحه ایران است.

قدردانی

نویسنده از راهنمایی‌های ارزشمند جناب پروفسور Alan Collins و کمک بسیار کارشناسان آزمایشگاه دانشگاید ادلاید در جداسازی کانی زیرکن، تهیه تصاویر کاتدولومینسانس و انجام طیف‌سنجی XRF، قدردانی می‌نماید. همچنین از حمایت‌های مالی پژوهش دانشگاه پیام‌نور و از ارزیابی و نظرات ارزنده داوران محترم مجله تقدیر و تشکر می‌شود.

مراجع

[1] Jamshidi Badr M., Collins A.S., Masoudi F., Cox G, Mohammad M., *"The U-Pb age, geochemistry and tectonic significance of granitoids in the Soursat Complex, Northwest Iran"*, Turkish Journal Earth Science 22 (2013) 1-31.

[2] Dadfar S., Aliani F., Baharifar A.A., Zarrinkoub M.H., *"Study of origin and petrogenesis of granitoid bodies of Soursat complex (Northwest of Takab): Whole- rock geochemical and Sr-Nd isotopic evidences"*, Petrology 9(36) (2019) 1-24.

[3] Nouri F., Azizi, H., Asahara, Y., Scott A. Whattam, S.A., Tsuboi, M., Osman Mohammad, Y., Minami, M., Anma, R., *"Coexistence of two types of Late Paleocene adakitic granitoid, Soursat complex, NW Iran"*, lithos 404-405 (2021) 1-14.

[4] Jamshidibadr M., Masoudi F., Collins A., Sorbi A., *"Mineralogical evidence for regional metamorphism overprinted by contact metamorphism"*, Acta Geologica Sinica-English Edition 86(1) (2012) 48-84.

[5] Stocklin J., *"Structural History and Tectonic of Iran: A Review"*. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, USA 52(1968) 1229-1258.

[6] Kholghi Khasraghi M.H., *"Quadrangle Geological Map of Shahin Dezh"*, Scale 1:100,000. Geological Survey of Iran (1994).

[7] Streckeisen A., LeMaitre R.W., *"A chemical approximation to the modal QAPF classification of igneous rocks"*, Neues Yahrb. Mineral. Abh. 136(1979) 169-206.

[8] Nachit H., Ibhi A., Abia E.H., Ohoud M.B., *"Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neoformed biotites"*, Geomaterials (Mineralogy) Geoscience 337 (2005).

[9] Stone D., *"Temperature and pressure variations in suites of Archean felsic plutonic rocks, Berens river area, northwest superior province, Ontario, Cananda"*, The Canadian Mineralogist, 38(2000) 455-470.

[10] Spear J.A., *"Micas in igneous rocks"*, In: Micas, Bailey, S.W., (ed): Mineralogical Society of America, Review in Mineralogy 13 (1984) 299

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]

typologie magmatique des granitoides", Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris 301(1985) 813-819.

[21] Abdel-Rahman A.M., *"Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas"*, Journal of Petrology 35(2) (1994) 525-541.

[22] Pupin J. P., *"Zircon and granite petrology"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 73 (1980) 207–220.

[23] Watson E. B., Harrison T. M., *"Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types"*, Earth Planet Sci Lett 64 (1983) 295-304.

[24] Boehnke P., Watson E. B., Trail D., Harrison T. M., Schmitt A. K., *"Zircon saturation re-revisited"*, Chemical Geology 351 (2013) 324–334.

[25] Fitz Gerald J.D., Stu¨nitz H., *"Deformation of granitoids at low metamorphic grade. I: reactions and grain size reduction"*, Tectonophysics 221(1993) 269–297.

[26] Boullier A.M., Bouchez J.L., *"Le quartz en rubans dans les mylonites"*, Bulletin of the Geological Society 20(1978) 253–262.

[27] Srivastava P., Mitra G., *"Deformation mechanisms and inverted thermal profile in the North Almora Thrust mylonite zone, Kumaon Lesser Hymalaya, India"*, Journal of Structural Geology 18 (1)(1996) 27–39.

[28] Passchier C.W., Trouw R.A.J., *"Microtectonics. Springer"*, 365(2005)..

[29] Simpson C., *"Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition"*, Journal of Structural Geology 7 (5)(1985) 503–511.

[30] Frisicale M.C., Martínez F.J., Dimieri L.V., Dristas J.A., *"Microstructural analysis and P-T conditions of the Azul megashear zone, Tandilia, Buenos Aires province, Argentina"*. Journal of South American Earth Sciences 19(2005) 433-444.

[31] Hippertt J.F., Hongn F.D., *"Deformation mechanisms in the mylonite/ ultramylonite transition"*, Journal of Structural Geology 20 (11)(1998) 1435–1448.

– 356.

[11] Foster M. D., *"Interpretation of the composition of trioctahedral micas"*, United States Geological Survey Professional Paper 354-B (1960) 11-46.

[12] Dymek R.F., *"Titanium, aluminum and interlayer cation substitutions in biotite from high-grade gneisses West Greenland"*, American Mineralogist 68(1983) 880-889.

[13] Henry D.J., Guidotti C.V., *"Ti in biotite from metapelitic rocks: Temperature effects, crystallochemical controls and petrologic applications"*, American Mineralogist 87 (2002) 375-382.

[14] Arima M., Edgar A.D., *"Substitution mechanisms and solubility of titanium in phlogopites from rocks of probable mantle origin"*, Contributions to Mineralogy and Petrology 77(1981) 288–295.

[15] Forbes W.C., Flower M.F.J., *"Phase relations of titan-phlogopite, K2Mg4TiAl2Si6O20 (OH)4: A: refractory phase in the uppe r mantle?"*, Earth and Planetary Science Letters 22 (1974) 60-66.

[16] Tronnes R.G., Edgar A.D., Arima M.,*"A high pressure-high temperature study of TiO2 solubility in Mg-rich phlogopite: Implications to phlogopite chemistry"*, Geochimica et Cosmochimica Acta 49(1985) 2323–2329.

[17] Robert J.L., Sassi F.P., Takeda H., Weiss Z., Wones D.R., "*Nomenclature of the micas"*, *Canadian Mineralogist* 36(3) (1998) 905-912.

[18] Henry Darrell J., Charles V. Guidotti, and Jennifer A. Thomson. *"The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms"*, American Mineralogist 90 (2005) 316-328.

[19] Uchida E., Endo S., Makino M., *"Relationship between solidification depth of granitic rocks and formation of hydrothermal ore deposits"*, Resource Geology 57 (2007) 47-56.

[20] Nachit H., Razafimahefa N., Stussi J.M., Carron, J.P., *"Composition chimique des biotites et*

[DOI: 10.61186/ijcm.32.1.3]